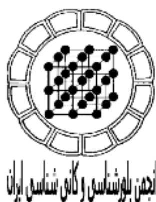
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شماره‌ی اول، بهار ۹۴، از صفحهٔ ۳۱ تا ۴۲



کانی شناسی، پاراژنز و شرایط تشکیل اسکارن سیاه کمر، غرب ده‌سلم، شرق پهنه‌لوت

حبیب بیابانگرد*، راضیه غنجعلی پور، علی احمدی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۵/۱۴، نسخه نهایی: ۹۲/۹/۲۵)

چکیده: هورنفلس‌ها و اسکارن‌های سیاه کمر در ۵ کیلومتری غرب روستای ده‌سلم و در فاصله‌ی ۸۵ کیلومتری شهرستان نهبندان، جنوب‌غربی استان خراسان‌جنوبی و حاشیه‌ی شرقی پهنه‌ی‌لوت قرار دارد. نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی معروف به کوه‌ریگی به سن ائوسن فوقانی داخل سنگ‌های آهکی و رسوبی کرتاسه باعث تشکیل این اسکارن شده است. کوه‌ریگی دارای ترکیب غالب گرانودیوریتی و حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز، هورنبلند و بیوتیت است، بررسی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی این توده نشان می‌دهد که دارای ماهیت آهکی-قلیایی نوع I است. هورنفلس‌ها بیشتر حاوی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. بررسی‌های کانی-شناسی و زمین‌شناسی هورنفلس‌ها و زون‌های اسکارنی سیاه‌کمر نشان می‌دهد که این کانی‌ها طی دو مرحله اصلی دگرگونی و دگرنهادی (مرحله‌ی پیشرونده و پسرونده) تشکیل شده‌اند. که در مرحله‌ی دگرگونی سنگ‌های هورنفلسی و مرمرها و در مرحله‌ی اصلی دگرنهادی پیشرونده سیلیکات‌های کلسیمی بدون آب (ولاستونیت، گروسولار، آندرادیت و دیوپسید) تشکیل شده‌اند، در مرحله‌ی اصلی دگرنهادی پسرونده این کانی‌ها دستخوش دگرسانی و به کانی‌های سیلیکاتی کلسیمی آبدار (اپیدوت، کلریت و مقدار کمی ترمولیت- اکتینولیت) تبدیل شده‌اند و در نهایت در دگرسانی پسرونده پسین مجموعه‌ای ریزدانه از کانی‌های کلریت، کوارتز، کلیست و کانی‌های رسی بوجود آمده‌اند. حضور ولاستونیت، مگنتیت و آندرادیت حاکی از تشکیل این اسکارن‌ها در گستره‌ی دمایی حدود ۵۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و گریزندگی بالای اکسیژن ($fO_2 = 10^{-12}$-10^{-23}) بوده است، اسکارن سیاه کمر از نوع اسکارن‌های کلسیمی است.

واژه‌های کلیدی: *اسکارن؛ سیاه کمر؛ ده‌سلم؛ دگرنهادی؛ دگرسانی پیشرونده و پسرونده.*

مقدمه

واژه‌ی اسکارن (Skarn) اوّل بار توسط معدن‌کاران سوئدی و برای توصیف مجموعه سنگ‌های غنی از آهن به کار رفته است [۱]. بست [۲] معتقد است که اسکارن یاتاکتیت به سنگ‌های حاوی سیلیکات‌های کلسیم، منیزیم و آهن اطلاق می شود که در نزدیکی سنگ آهک یا دولومیت و در کنار توده‌های ماگمایی قرار داشته باشند. در چنین حالتی، هرگاه فرآیندهای جانشینی یونی یا فرایندهای دگرنهادی مؤثر باشند باعث انتقال یون‌هایی چون Mg, Fe, Al, Si شده و سنگ‌های کربناتی به اسکارن تبدیل می‌شوند. بررسی کانی شناختی ابزاری مهم در تشخیص و تعیین انواع اسکارن‌هاست؛ همچنین کانی‌شناسی اسکارن‌ها عامل مهمی برای شناخت خاستگاه، دمای تشکیل، شناسایی کانسارهای با ارزش اقتصادی و غیر اقتصادی در اسکارن‌هاست. اسکارن‌ها معمولاً منطقه‌بندی نشان می‌دهند و این منطقه‌بندی حاصل دگرنهادی شاره‌ها و رفتارهای سنگ مادر است. الگوهای منطقه‌بندی و بافتی به عنوان یک ابزار مفید و با اهمیت در پی‌جویی ذخایر اسکارنی به شمار می‌روند. فعالیت‌های ماگمایی گسترده ائوسن طی فاز کوهزایی پیرنه در بلوک‌لوت منجر به تزریق توده‌های نفوذی متعددی در این بلوک و در نتیجه در بسیاری موارد سبب ایجاد سنگ‌های دگرگون مجاورتی از جمله هورنفلس و اسکارن شده است. تزریق توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌ریگی باسن ائوسن فوقانی در

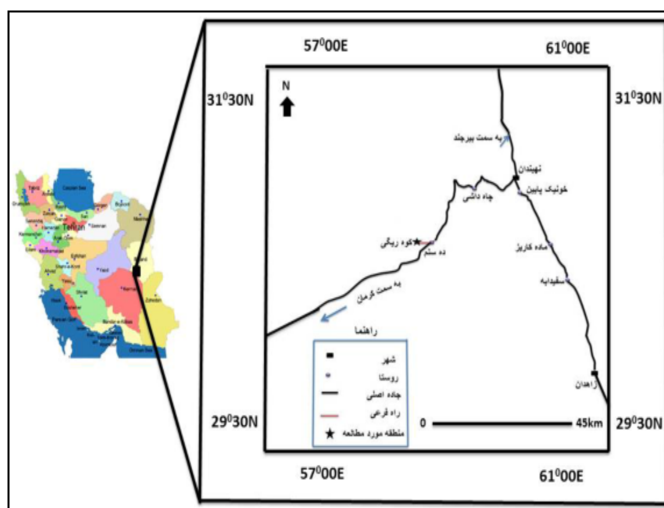
* نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۰۹۱۵۳۴۰۸۵۲۶، پست الکترونیکی: h.biabangard@science.usb.ac.ir

شیل و آهک‌های کرتاسه سبب ایجاد هورنفلس و اسکارن در این منطقه شده است. در این پژوهش بررسی اسکارن‌های سیاه کمر برای نخستین بار انجام و تلاشی برای شناخت شرایط تشکیل احتمالی اسکارن سیاه کمر شده است.

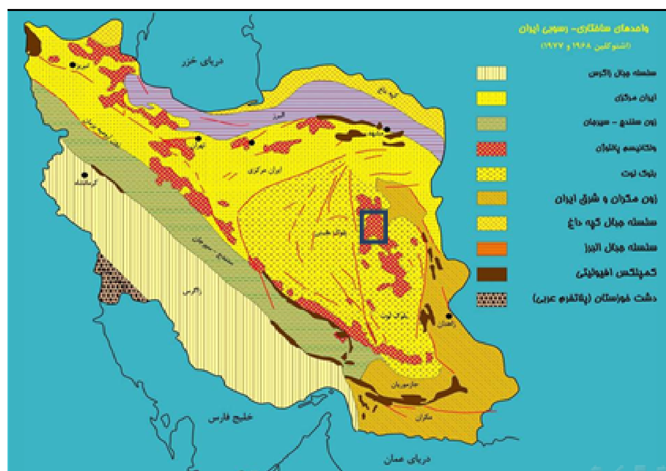
زمین شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در منتها الیه بخش جنوبی استان خراسان جنوبی و در حاشیه خاوری بلوک‌لوت (ایران مرکزی) بین 58^{o} تا 59^{o} عرض شمالی و31^{o}تا $31^{o}30'$ طول شرقی و در فاصله ۸۵ کیلومتری باختر شهرستان نهبندان ۵ کیلومتری باختر روستای ده‌سلم قرار دارد که بهترین راه دسترسی به توده‌های نامبرده، جاده آسفالته نهبندان- شهداد است (شکل ۱). از نظر تقسیم‌بندی ایالت‌های ساختاری ایران، اشتوکلین، منطقه مورد بررسی جزئی از زون ایران مرکزی (پهنه‌لوت) است (شکل ۲).

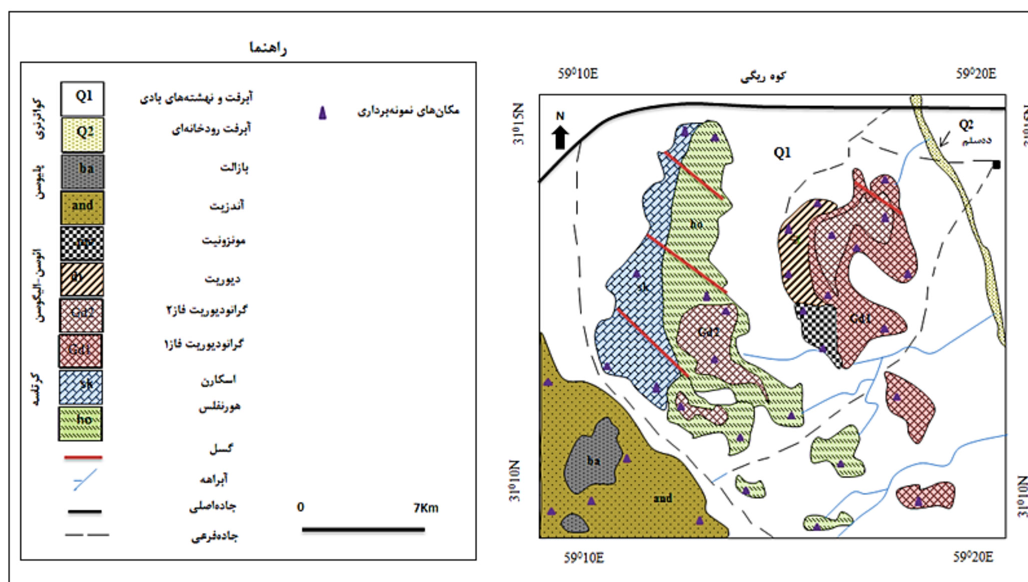
شکل۳ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی منطقه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهد، بر اساس این نقشه و در گستره‌ی مورد بررسی اسکارن‌زایی در بخش‌های شمالی و غربی توده‌ی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد. اسکارن‌زایی در منطقه در همبری توده گرانیتوئیدی کوه ریگی (شکل ۴) با شیل و آهک-های کرتاسه که به صورت متناوب قرار دارند، صورت گرفته است. توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌ریگی ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت و مونزونیت است که بخش‌های پایینی توده بیشتر مونزونیتی و بخش‌های بالایی گرانودیوریتی است. گرانودیوریت-های سازنده‌ی کوه‌ریگی از دو بخش تشکیل شده‌اند (فاز ۱ و ۲) که اختلاف آنها در میزان هوازدگی (فاز یک بیشتر هوازده) و درصد کانی‌های تیره به ویژه هورنبلند در گرانودیوریت فاز ۲ بیشتر است).



شکل۱ موقعیت و راه‌های دسترسی به توده‌های هورنفلسی و اسکارنی مورد بررسی کوه‌ریگی [۳].



شکل ۲ حدود تقریبی گرانیتوئید کوه ریگی و توده‌های اسکارنی مورد بررسی در رده‌بندی ساختاری زمین شناسی ایران [۴].



شکل ۳ نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی کوه ریگی برگرفته از نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم با تصحیحات [۵].



شکل ۴ نمایی از توده‌ی گرانیتوئید کوه ریگی دید به سمت شمال غرب.

شیل‌ها و آهک‌های کرتاسه که به طور متناوب قرار دارند نفوذ توده‌گرانیتوئیدی ریگی در آنها سبب ایجاد هورنفلس و اسکارن‌زایی شده است. هورنفلس‌ها سنگ‌های سخت، ریز دانه، متراکم با شکستگی صدفی و تیزند. انواع هورنفلس‌ها به دمای توده‌های نفوذی و فاصله‌ای که نسبت به آن داشته باشند، وابسته است، هورنفلس‌ها با توجه به سنگ اوّلیه دارای ترکیب کانی‌شناسی مختلفی بوده و به انواع متفاوتی تقسیم می‌شوند [۶]. سنگ‌های هورنفلسی کوه‌ریگی که سن آن‌ها بر اساس بررسی‌ها و نقشه‌های زمین شناسی تهیه شده از این ناحیه به کرتاسه زیرین نسبت داده شده است[۵]، دارای فراوانی قابل توجهی (وسعتی حدود ۲ کیلومتر مربع) پیرامون توده‌های گرانیتوئیدی کوه ریگی هستند، این سنگ‌ها دارای سیمایی خشن و رنگ سبز مایل به سیاه هستند که سنگ‌هایی بسیار مستحکم بوده و بیشتر به دلیل ریزدانه بودن و عملکرد فرسایش و نیز وجود جلای بیابان بر سطح آنها هیچ یک از کانی‌های آنها در نمونه‌ی دستی قابل تشخیص نیست. این سنگ‌ها در منطقه بیشتر در جنوب و باختر توده دید می‌شوند که قطعاتی از این سنگ‌ها نیز جدا از هم و از طریق عوامل طبیعی حمل و در اطراف ارتفاعات کوه‌ریگی پراکنده شده‌اند (شکل۵، الف). ابعاد قطعات هورنفلس‌ها در اطراف توده‌های نفوذی متفاوت و گاه تا ۴ متر می‌رسد و گاهی در بخش‌های بالایی توده‌های گرانودیوریتی قرار دارند (شکل ۵، ب).



شکل ۵ الف) بلوک‌های هورنفلسی پراکنده در اطراف گرانیتوئید ریگی، ب) سنگ‌های تیره‌ی هورنفلسی در بخش فوقانی توده‌های گرانودیوریتی.

اسکارن‌ها به ویژه سیلیکات‌های آهکی در بخش شمالی و باختری تپه‌های سیاه کمر، و در جوار توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و مونزونیتی برونزد دارند (شکل ۶، الف). این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی دارای رنگی روشن سفید تا شیری هستند و بیشتر حاوی درشت بلورهای گارنت (گروسولار-آندرادیت) به رنگ قهوه‌ای، بلورهای رشته‌ای شکل و سفید ولاستونیت و نیز مقدار زیادی اپیدوت هستند (شکل ۶، ب). درون مجموعه‌های اسکارنی می‌توان زبانه‌هایی از توده‌ی گرانیتوئیدی را به روشنی مشاهده کرد.

روش بررسی

نمونه‌برداری از منطقه مورد بررسی در بهمن ماه ۹۰، و فروردین و آبان ۹۱ انجام شد و تعداد نمونه‌های جمع آوری شده ۵۵ نمونه بود که از میان آنها سالم‌ترین نمونه‌ها انتخاب و مقطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان المپوس روی آنها صورت گرفت. به منظور بررسی شیمی سنگ‌ها و بررسی‌های میکروسکوپی زمین‌شیمی آنها پس از بررسی‌های دقیق صحرایی و میکروسکوپی تعداد۱۲ نمونه برای تعیین عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی تهران فرستاده شدند. سعی شد تا نمونه‌ها به گونه‌ای انتخاب شوند که بیشترین پوشش از واحدهای مختلف پیکره‌های گرانیتوئیدی را داشته باشند. برای تعیین عناصر اصلی از روش XRF بر اساس درصد وزنی و برای محاسبه‌ی عناصر فرعی و نادر خاکی از روش ICP استفاده شد.



شکل ۶ الف) برونزد اسکارن‌های سیاه کمر، ب) نمونه دستی برش خورده از اسکارن‌های سیاه کمر با لکه‌های گارنت در سطح نمونه.

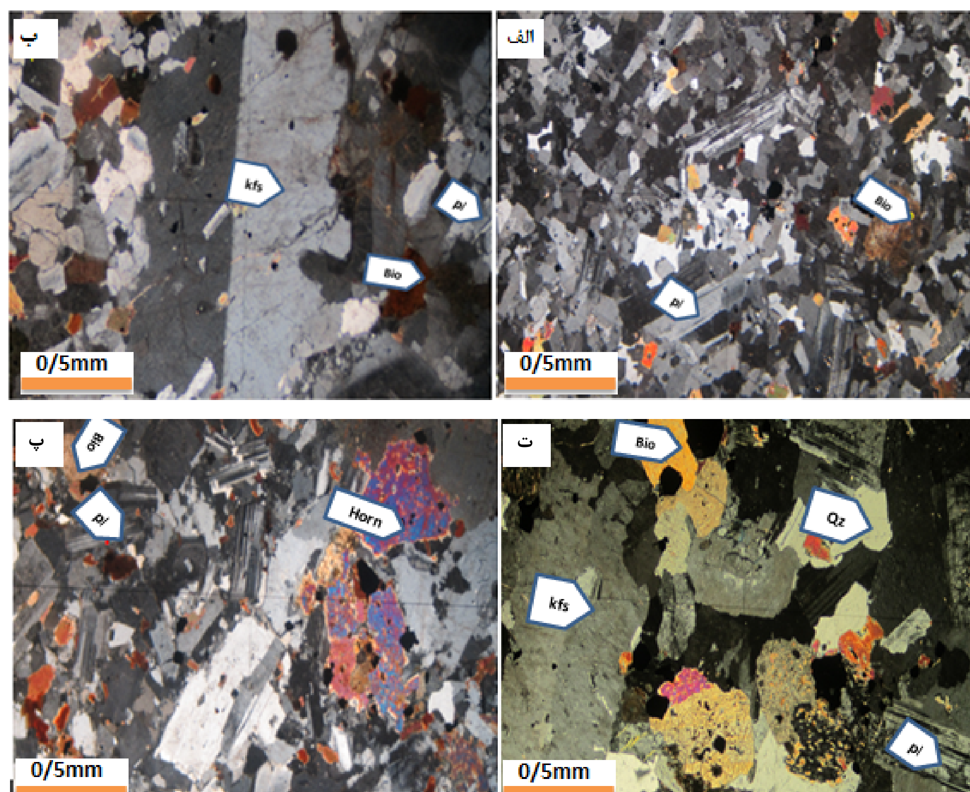
سنگ‌شناسی توده نفوذی

توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌ریگی دارای ترکیب گرانودیوریت، گرانیت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت است. گرانودیوریت‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت ریزدانه‌ای دارند. کانی‌های اصلی آنها درشت بلورهای پلاژیوکلازند که حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد کانی-های سازنده‌ی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۷، الف). فلدسپارهای قلیایی که حدود ۱۰ تا ۳۵ درصد این سنگ‌ها، را تشکیل می‌دهند بیشتر از نوع ارتوز هستند (شکل ۷، ب). کوارتز در این نوع سنگ‌ها ۲۰ تا ۲۵ درصد از کانی‌های سازنده سنگ‌اند وکانی‌های تیره این سنگ‌ها شامل درشت بلورهای هورنبلند و بیوتیت می‌شوند که حدود ۱۰ درصد از کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل می‌دهند.

سنگ‌های گرانیتی در کوه‌ریگی از کانی های سازنده کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم تشکیل شده‌اند. کانی‌های کوارتز در این سنگ‌ها در حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد از کانی‌های سازنده سنگ‌اند و ابعادی در حدود۱ تا ۱/۵ میلیمتر دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز که در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. ارتوز مهمترین فلدسپات پتاسیم در گرانیت‌های این منطقه می‌باشد که دارای ابعادی تقریباً ۱/۵ میلیمتر و به صورت بی‌شکل بوده و در حدود۳۰ درصد از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کانی‌های نیمه‌شکل‌دار بیوتیت بی‌شکل هورنبلند مهمترین کانی‌های فرومنیزین سازنده این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌دار هم بعدند (شکل ۷ پ).

مونزونیت و کوارتز مونزونیت: این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز با درصد حجمی در حدود ۴۵ درصد وارتوز در حدود ۵۰ درصدند. کوارتز، بیوتیت و هورنبلند دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل ۷ ت).

دیوریت: این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز با درصد حجمی در حدود ۶۰ درصد، بیوتیت در حدود ۲۰ درصد، هورنبلند و ارتوز در حدود ۱۵ درصد است.

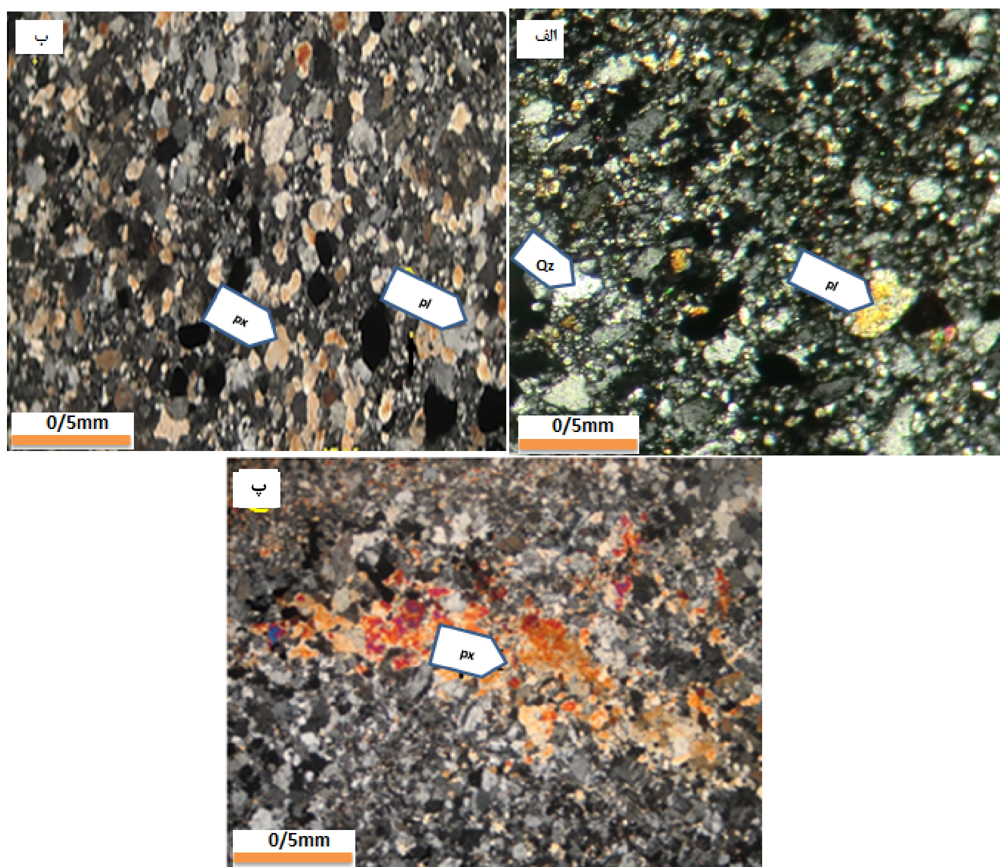


شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه ریگی. الف) پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار و دارای ماکل در سنگ‌های گرانودیوریتی، ب) درشت بلور ارتوز درگرانودیوریت‌ها با ماکل دو تایی، پ) بافت دانه‌دار در سنگ‌های گرانیتی، ت) بلورهای بی‌شکل هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت در سنگ‌های مونزونیتی. (تمامی تصاویر در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند).

(علائم به کار رفته: Qz: کوارتز- Bio: بیوتیت- Kfs: فلدسپار پتاسیم- Pl: پلاژیوکلاز- Horn: هورنبلند)

سنگ شناسی سنگ‌های دگرگونی

هورنفلس‌ها: این سنگ‌ها که در اکثر نقاط همراه با مجموعه-های اسکارنی دیده می‌شوند در مقاطع میکروسکوپی دارای این مشخصات‌اند. پلاژیوکلازها مهمترین و اصلی‌ترین کانی‌های سازنده موجود در هورنفلس‌ها با ۵۰ درصد حجمی بوده و دارای ابعادی در حدود ۰/۲ تا ۰/۵ میلیمترند و بیشتر فاقد ماکل و منطقه‌بندی هستند و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دارند (شکل ۸، الف). در برخی از پلاژیوکلازها ادخال‌هایی از کانی-های کدر وجود دارند و هیچ نوع شکستگی در آنها مشاهده نمی‌شود. دومین کانی سازنده‌ی این سنگ‌ها کوارتز و در حدود ۲۰ درصد حجمی است و معمولاً ریزدانه و ابعادی کمتر از ۰/۳ میلیمتر دارند و اغلب بی‌شکل و دارای خاموشی موجی هستند. کانی‌های پیروکسن به صورت بسیار ریز و بی‌شکل در این سنگ‌ها وجود دارند وکمتر از ۱۰ درصد حجمی کانی‌های سازنده‌ی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند، این کانی‌ها دارای ابعادی کمتر از ۰/۲ میلیمترند و در نور قطبیده طبیعی زرد تا سبز کم رنگ‌اند که از خود چند رنگی نشان نمی‌دهند (شکل ۸، ب). در برخی از هورنفس‌ها مقدار این کانی به بیش از ۴۰ درصد می‌رسد و ترکیب سنگی پیروکسن هورنفلس است که در این سنگ‌ها پیروکسن‌ها معمولاً از نوع دیوپسیدند که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بسیار ریز بلور بوده و اندازه‌ی کمتر از ۰/۳ میلیمتر دارند. پلاژیوکلازها به صورت ادخال‌هایی بی‌شکل در این کانی‌ها دیده می‌شوند و تشکیل بافت پوئی-کیلوبلاستیک داده‌اند. در برخی از مقاطع میکروسکوپی سنگ-های هورنفلسی کانی‌های پیروکسن انباشت شده‌اند و زمینه‌ی شکل‌گیری بافت گرانوبلاستیک را فراهم کرده‌اند (شکل ۸، ج). کانی‌های کدر در متن سنگ پراکنده‌اند و بافت غالب هورنفلس‌ها گرانوبلاستیک است.



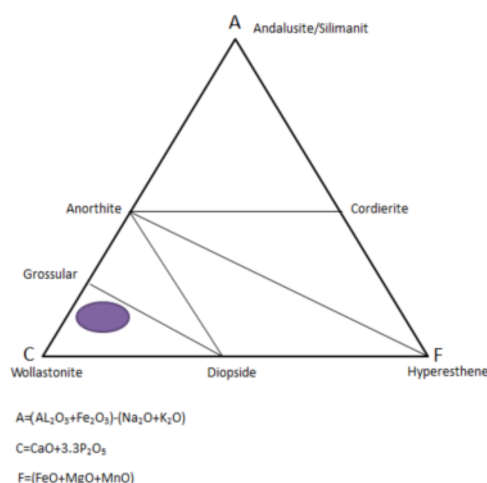
شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی از هورنفلس‌های کوه‌ریگی، الف) کانی‌های پلاژیوکلاز بدون ماکل و ریز بلور، ب) بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در هورنفلس‌های کوه‌ریگی، پ) انباشت کانی‌های پیروکسن وتشکیل بافت گرانوبلاستیک. (تمامی تصاویر در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند).(علائم به کار رفته: Px: پیروکسن- Qz: کوارتز- Pl: پلاژیوکلاز).

اسکارن‌ها:این سنگ‌ها شامل زون‌های اسکارنی گارنت‌دار، اسکارن‌های کلینوپیروکسن‌دار- گارنت دار، اسکارن‌های پلاژیوکلاز- کلینوپیروکسن دار و مرمرهای آهکی سیلیکاتی هستند که به طور کلی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، گارنت (گروسولار –آندرادیت) و ولاستونیت با بافت غالب گرانوبلاستیک‌اند و در نمودار ACF در گستره‌ی اسکارن‌های گروسولار- آندرادیت قرار می‌گیرند (شکل ۹) [۷]. مشخصات زون‌های اسکارنی فوق به شرح زیرند.

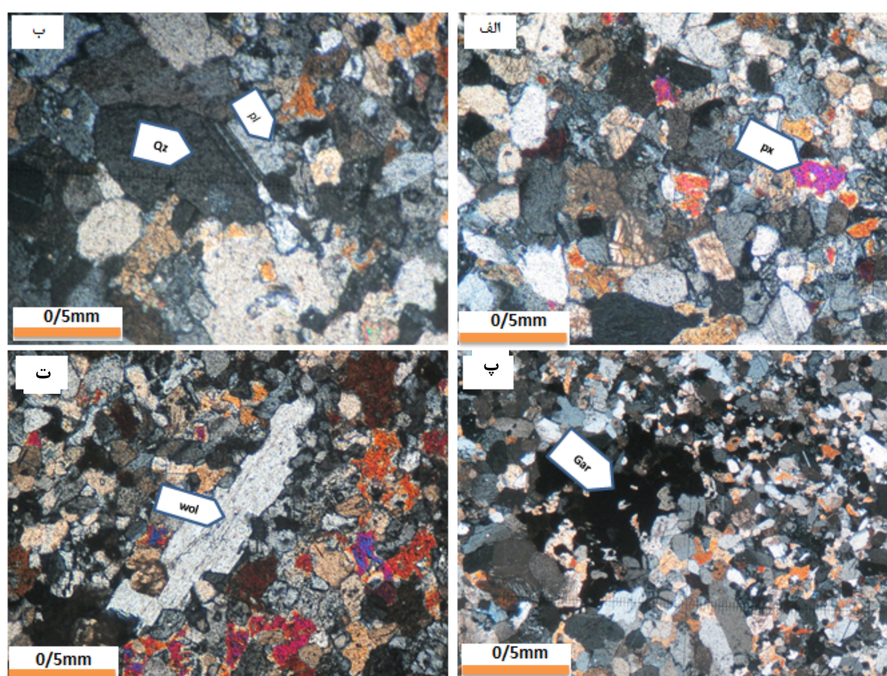
زون گارنت اسکارن: مهمترین کانی این زون گارنت، گروسولار- آندزیت با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصدند و عموماً فاقد منطقه‌بندی و شکل خاص است (شکل ۱۰ پ) و گاه در اثر واکنش‌های قهقرایی به ویژه در محل شکستگی‌ها و خردشدگی‌ها به کلریت، اپیدوت، کلیست و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. دیر و همکاران [۸] معتقدند که وجود گروسولار در سنگ‌های دگرگونی معرف دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای در سنگ‌های کربناته خالص یا دگرگونی دگرنهادی (اسکارن زایی) در سنگ-های کربناتی خالص است که به نظر می‌رسد در اسکارن‌های سیاه کمر خاستگاه این نوع گارنت ناشی از دگرنهادی سنگ-های کربناتی اوّلیه باشد. ولاستونیت و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز دیگر کانی‌های این زون‌اند که اغلب به صورت بلورهای ریز بی-شکل تا نیمه شکل‌دار کانی‌های گارنت را در بر دارند. این زون اسکارنی بیشترین گسترش را در مجاورت هورنفلس‌ها دارد و غالباً زبانه‌هائی از گرانودیوریت در آن دیده می‌شوند.

زون کلینوپیروکسن- گارنت اسکارن: ولاستونیت مهمترین کانی این زون به شمار می‌رود که فراوانی در حدود ۶۵ درصد دارد معمولاً به صورت کشیده، توفال مانند (lathlike)، بی شکل و حاوی ادخال‌های پیروکسن است. بیرفرنژانس این کانی‌ها ضعیف و رنگ تداخلی آنها خاکستری و سفید مرتبه اوّل است (شکل ۱۰ت). دومین کانی این زون گارنت گروسولار- آندرادیت (۲۵ درصد) است. معمولاً بی‌شکل، دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و شکستگی‌های فراوان است. این زون اسکارنی گسترش قابل توجهی دارد و معمولاً بالاترین بخش اسکارن سیاه‌کمر را تشکیل می‌دهد.

زون پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن اسکارن: پلاژیوکلاز کانی مهم این زون اسکارنی به شمار می‌رود و گاه ۴۰ تا ۵۰ درصد از کانی‌های سازنده را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهد. اغلب پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار و فاقد هر گونه لکه‌ای هستند، میزان دگرسانی آنها معمولاً کم و گاه دگرسان به سریسیت، اپیدوت، کوارتز و کانی‌های رسی شده‌اند. این کانی‌ها بی شکل و نیمه شکل‌دار، دارای برجستگی پائین، فاقد چندرنگی، بیرفرنژانس ضعیف و رنگ تداخلی خاکستری مرتبه اوّلند (شکل ۱۰، الف). پیروکسن‌ها در این زون معمولاً از نوع دیوپسید (در حدود ۱۵ درصد حجمی) هستند و دارای چند رنگی بسیار ضعیف و برجستگی متوسط و به صورت بی‌شکل در این سنگ-ها دیده می‌شوند. برخی از این کانی‌ها دارای شکستگی‌های ظریف و برخی دیگر نیز دارای دو جهت رخ هستند (شکل ۱۰، ب). ولاستونیت و کوارتز از دیگر کانی‌هایی هستند که معمولاً بی‌شکل و ریزبلور در متن پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. این زون در اسکارن سیاه‌کمر گسترش کمی دارد.



شکل ۹ نمودار مثلثی ACF برای کانی‌های دگرگونی موجود در اسکارن‌های تپه‌های سیاه‌کمر [۷]. (بیضی داخل شکل نشان دهنده‌ی گستره‌ی اسکارن‌های مورد بررسی است).



شکل ۱۰ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های اسکارنی تپه سیاه‌کمر. الف) کانی‌های نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای لکه‌ی کارلسباد و پلی سنتتیک، ب) کانی‌های نیمه شکل‌دار پیروکسن در اسکارن سیاه کمر، پ) کانی‌های بی‌شکل و تیره گارنت دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، ت) کانی کشیده، بیشکل و دارای رخ یک جهتی ولاستونیت (تمامی تصاویر در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند). (علائم به کار رفته: Px: پیروکسن- Gar: گارنت- Wol: ولاستونیت- Pl: پلاژیوکلاز).

کانه‌زایی: در اسکارن سیاه‌کمر اکسیدهای آهن به ویژه مگنتیت و کمتر هماتیت مهمترین کانه‌هایی هستند که اغلب به صورت پراکنده، جانشینی و بسیار کم به‌صورت رگه‌ایی دیده می‌شوند. در برخی از نقاط اکسیدهای آهن و هیدروکسیدهای آن به نظر حاصل اکسایش کانی‌های اولیه سنگ هستند، در برخی نقاط اسکارن سیاه‌کمر مقدار بسیار کمی از سولفیدهای آهن، پیریت و کالکوپیریت گاه به چشم می‌خورند. این اسکارن به نظر از لحاظ اکسید های آهن به ویژه مگنتیت دارای اهمیت اقتصادی است چرا که سطح تلماسه های اطراف این توده ها از اکسید های آهن (پلاسرهای بادی) پر بوده و به رنگ سیاه دیده می شوند و گاهی کارهای معدنی انجام شده بر روی آنها نشان داد که دارای اهمیت اقتصادی هستند.

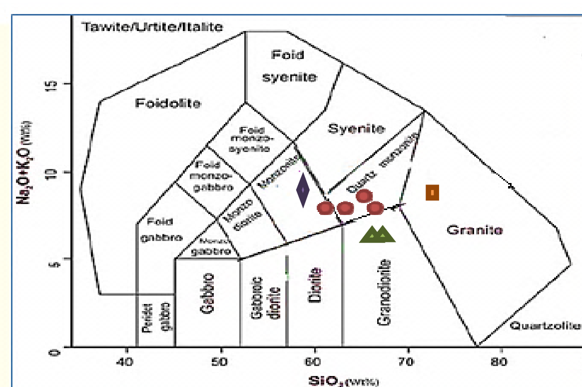
بحث و بررسی

بررسی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌ریگی نشان می‌دهد که سنگ‌های سازنده‌ی توده در گستره‌های گرانودیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۱) [۹]. نمونه‌های سنگی مورد بررسی در نمودار تعیین سری ماگمایی در گستره‌ی نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۱۲) [۱۰]. در نمودار AFM نمونه‌های توده‌ی گرانیتوئیدی کوه ریگی در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳) [۱۱]. این نمونه‌ها در نمودار شاخص اشباع از آلومینیم اغلب در گستره‌ی شبه آلومین (شکل ۱۴) [۱۲]. تنها دو نمونه در گستره‌ی پرآلومینوس قرار می‌گیرند که مربوط به سنگ‌های گرانودیوریتی هستند که احتمالاً دگرسانی این نمونه‌ها سبب قرار گیری آنها در این گستره شده است.

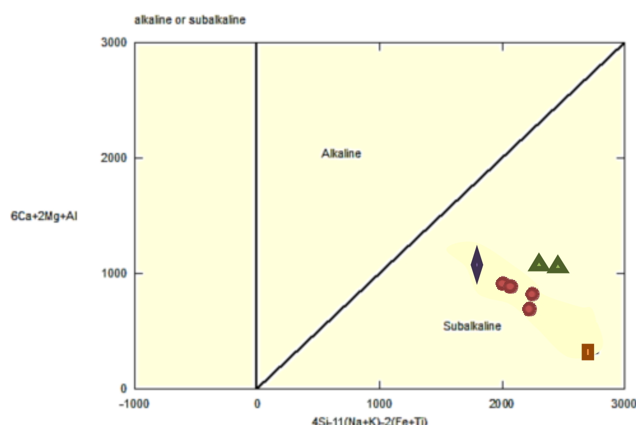
معمولاً واکنش‌ها و مجموعه کانی‌های موجود در اسکارن‌ها به ویژگی‌های سنگ مادر، فشار، دما و ترکیب شاره‌های دیگر بستگی دارد [۱۳، ۱۴]. بررسی‌های میکروسکوپی اسکارن سیاه کمر نشان می‌دهد که فرآیندهای اسکارن‌زایی در این منطقه طی دو مرحله اصلی پیشرونده و پسرونده صورت گرفته است.

مرحله پیشرونده: نظر به شکل‌گیری هورنفلس‌ها در منطقه به نظر می‌رسد نخست یک مرحله دگرگونی گرمایی ایزوکمیکال در نتیجه نفوذ توده‌ی کوه‌ریگی در منطقه صورت پذیرفته است که با نفوذ توده و ایجاد ترک و شکستگی‌ها و کاهش حجم زمینه برای رشد کانی‌های آهکی سیلیکاتی بدون آب نظیر مگنتیت، گارنت و ولاستونیت فراهم شده است و به

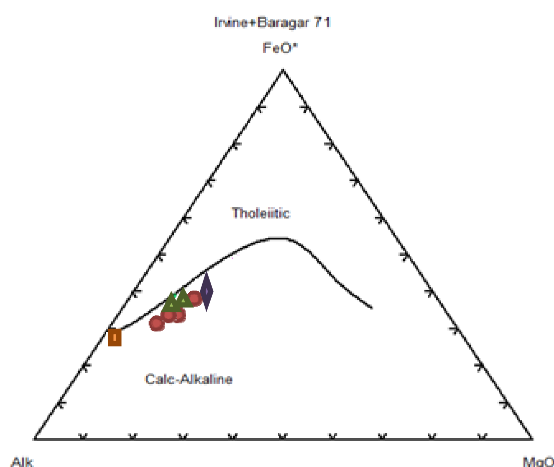
دنبال آن فرآیندهای دگرنهادی وکانی‌های دیوپسید و گارنت شکل می‌گیرند. با نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌ریگی در سنگ‌های آهکی تپه‌های سیاه‌کمر سنگ‌های کربناتی ناخالص به مرمر و اسکارن و سنگ‌های شیلی و ماسه سنگی به هورنفلس‌ها تبدیل شده‌اند؛ به نظر می‌رسد تشکیل ولاستونیت حاصل واکنش بین سیلیس (مجموعه‌های ماسه‌سنگی) وکربناتها (آهک‌های کرتاسه) طبق فرمول $CaCO_3+SiO_2\rightarrow CaSiO_3+CO_2$ باشد، تشکیل ولاستونیت در اسکارن‌ها نیازمند سنگ اولیه غنی از کلسیم، SiO_2 بالا که یا از سنگ اوّلیه و یا بوسیله‌ی شاره وارد سیستم شده باشد، حرارت بالا و اکتیویته کم CO_2 می‌باشد که هر سه حالت برای تشکیل ولاستونیت لازم است. هر چه فعالیت گاز کربنیک بیشتر شود دمای لازم برای تشکیل ولاستونیت بیشتر است [۱۵]. به دلیل ورود آهن از شاره به سنگ‌های کربناتی کانی‌های گارنت (گروسولار-آندرادیت) بنابر واکنش زیر تشکیل شده است [۱۶].



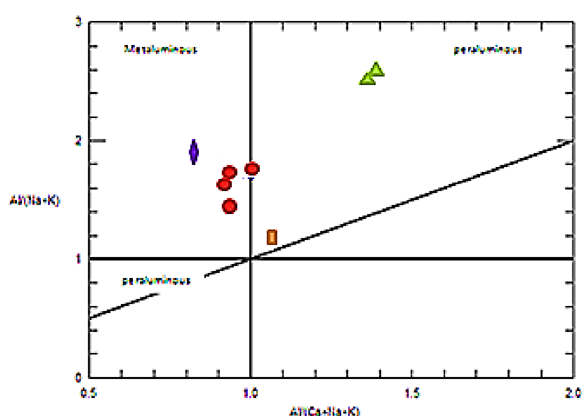
شکل ۱۱ نامگذاری سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی کوه‌ریگی با استفاده از نمودار Na_2O+K_2O نسبت به Si_2O [۹].



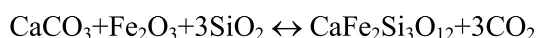
شکل ۱۲ موقعیت سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه‌ریگی در قلمرو شبه-قلیایی [۱۰].

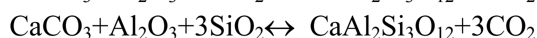


شکل ۱۳ نمودار AFM، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند [۱۱].

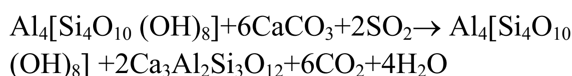


شکل ۱۴ نمودار تعیین درجه اشباع از آلومین سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه ریگی [۱۲].


$$CaCO_3+Fe_2O_3+3SiO_2 \leftrightarrow CaFe_2Si_3O_{12}+3CO_2$$


$$CaCO_3+Al_2O_3+3SiO_2 \leftrightarrow CaAl_2Si_3O_{12}+3CO_2$$

همچنین اگر سنگ اوّلیه آهک مارنی باشد، کائولینیت نیز می‌تواند در شکل‌گیری گروسولار موثر باشد [۱۷].


$$Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8]+6CaCO_3+2SO_2\rightarrow Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8]+2Ca_3Al_2Si_3O_{12}+6CO_2+4H_2O$$

با جایگیری و شروع انجماد توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌ریگی، به نظر می‌رسد که حجم فازهای گرمابی غنی از مواد فرار افزوده شده و دگرنهادی روی کانی‌های تشکیل شده قبلی شروع شد، همچنین در این مرحله شکستگی‌هایی که در سنگ‌های میزبان در نتیجه‌ی نفوذ توده و فشار شاره‌ها ایجاد شده، مجاری مناسب برای ورود شاره‌های دگرسان کننده به داخل سنگ‌های میزبان را فراهم کرده است. در این مرحله

کانی‌های مرحله قبلی از جمله گروسولار- آندرادیت و دیوپسید گسترش می‌یابند.

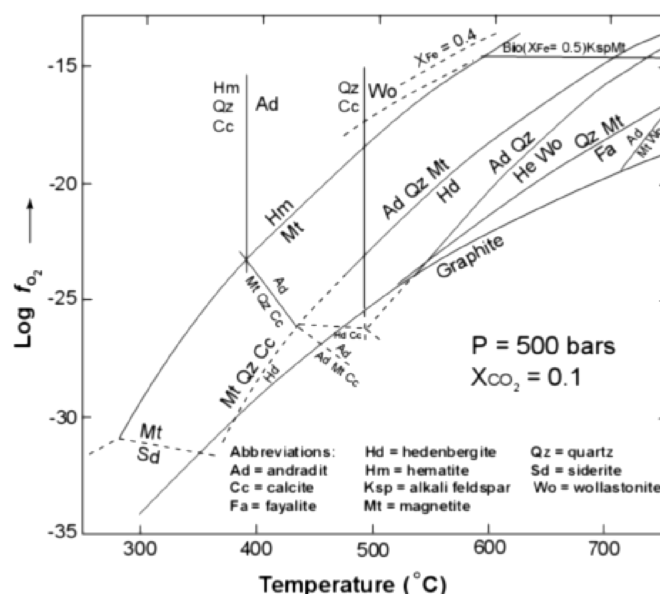
مرحله پسرونده: دگرسانی پسرونده در بسیاری از اسکارن‌ها رایج است[۱۸]. در اسکارن‌های سیاه کمر مرحله‌ی پسرونده به خوبی با تشکیل کانی‌های اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت وکانی‌های کدر (اکسیدهای آهن، نظیر هماتیت) مشخص می‌شود، دگرسانی این مرحله ناشی از ورود گرماب‌های با دمای پایین و انجام فرآیندهای آبکافت و کربن‌گیری روی کانی‌های مراحل قبلی است. احتمالاً واکنش تشکیل اپیدوت ناشی از شکسته شدن گارنت‌ها در نتیجه‌ی افزایش گریزندگی اکسیژن است.

$$Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12}+5/4O_2+HCO_3 \leftrightarrow CaCO_3+Ca_2Fe\,Al_2Si_3O_{12}(OH)+1/2Fe_2O_3$$

به نظر می رسد تشکیل کوارتز- کلیست و کوارتز در اطراف پلاژیوکلازها، اپیدوت ناشی از دگرسانی شاره‌های با دمای پایین می‌باشد. با توجه به مجموعه کانیایی اخیر در اسکارن‌های سیاه‌کمر، به نظر می‌رسد که مراحل تشکیل کانیایی این اسکارن به شرح زیر است: در مراحل اوّلیه کانی‌های سیلیکاتی آهکی بدون آب و غیرفلزی ولاستونیت، دیوپسید، گارنت و پلاژیوکلاز تشکیل شده است (مراحل پیشرونده اصلی)، سپس در مراحل بعدی (مراحل پسرونده) کانی‌های سیلیکاتی آبدار نظیر کلریت و اپیدوت و در مراحل پایانی سیلیکات‌های کلسیم آبدار دستخوش دگرسانی شده و کانی‌های ثانویه کلریت، کلیست وکوارتز تشکیل شده‌اند (جدول ۱).

کانی‌های گروسولار، آندرادیت و ولاستونیت در اسکارن سیاه‌کمر مهمترین و کلیدی‌ترین کانی‌ها برای شناخت شرایط احتمالی تشکیل این اسکارن هستند، معمولاً در مراحل دگرنهادی شاره‌های غنی از Mg, Si, Fe با فعّالیت بالا و حالت‌های نسبتاً اکسنده باعث گسترش واکنش‌های کربن‌زدایی و گسترش سیلیکات‌های کلسیم‌دار بدون آب می‌شوند. نبود بافت‌های جانشینی بین کانی‌های اخیرحاکی از تشکیل همزمان ولاستونیت و گارنت است، حضور آندرادیت معمولاً بیانگر گریزندگی اکسیژن متوسط و در دمای نسبتاً بالاست[۱۹]، که اگر گریزندگی اکسیژن افزایش یابد کانی‌های مگنتیت و هماتیت تشکیل می‌شوند. در اسکارن سیاه‌کمر آندرادیت و اکسیدهای آهن فراوان حضور دارند. بنابراین احتمالاً تشکیل آن در گریزندگی بالای اکسیژن صورت پذیرفته است، از طرفی وفور کانی ولاستونیت حاکی از تشکیل اسکارن سیاه‌کمر در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و احتمالاً درگستره‌ی دمایی ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد دو گستره‌ی fO_2=10-12-10-23 تشکیل شده‌اند (شکل ۱۵). در دمای کمتر از ۴۷۰ درجه‌ی سانتیگراد و گستره fO_2=10-21-10-24 آندرادیت به کانی‌های کوارتز، کلسیت و مگنتیت و در دمای کمتر از ۴۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و fO_2>10-21 به کوارتز - کلیست و هماتیت تبدیل می‌شود (شکل ۱۵).

مراحل / کانی	دگرگونی	دگرسانی: پیشرونده	دگرسانی: پسرونده
ولاستونیت			
گروسولار			
آندرادیت			
مگنتیت			
دیوپسید			
اپیدوت- کلریت			
کلریت- کلسیت- هماتیت			
کوارتز			



شکل ۱۵ نمودار $\log fO_2$ نسبت به دما در فشار شاره ۵۰۰ بار و XCO2=۰/۱ برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H [۲۰].

بنابراین طی دگرسانی پسرونده در اسکارن سیاه‌کمر مجموعه سیلیکات‌های بدون آب نظیر آندرادیت، گروسولار و گارنت به کانی‌های اپیدوت، کوارتز، کانی‌های کربناتی دگرسان شده‌اند، در این مرحله Ca^{2+} به تدریج از سیلیکات‌های کلسیم آبشویی شده و باعث تشکیل برخی از کانی‌های کربناتی می‌شود. نبود پیریت و فراوانی مگنتیت و هماتیت در اسکارن سیاه‌کمر حاکی از بالا بودن شرایط اکسایش (گریزندگی بالای اکسیژن) نسبت به شرایط سولفیدی است. هر چند در شرایط سولفیدی و در دماهای نسبتاً بالا کانی آندرادیت پایدار است (شکل۱۵)، که در اسکارن سیاه‌کمر حضور این کانی در اکثر زون‌های با دما بالا کاملاً مشهود است.

برداشت

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از :

۱- توده‌ی نفوذی گرانیتوئید کوه‌ریگی ترکیبی از گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت، مونزونیت وگرانیت دارد که گرانودیوریت‌ها پیکره‌ی اصلی توده را تشکیل می‌دهند، مشخصات سنگ‌شناختی و زمین‌شیمی توده حاکی از شبه‌رخشان تا پرآلومین با ماهیت آهکی-قلیایی است.

۲- هورنفلس‌ها و اسکارن‌ها مهمترین سنگ‌های دربرگیرنده‌ی توده‌ی کوه‌ریگی و حاصل دگرگونی مجاورتی آن هستند این سنگ‌ها بیشتر دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، پیروکسن، گارنت و ولاستونیت و بافت گرانوبلاستیک‌اند.

۳- پاراژنز کانیایی موجود در اسکارن‌های سیاه‌کمر (ولاستونیت، مگنتیت، گروسولار- آندرادیت، دیوپسید، اپیدوت وکلریت) حاکی از تشکیل این اسکارن طی دگرگونی و دگرسانی است که در دگرگونی هورنفلس‌ها و مرمرها شکل می‌گیرند و در دگرسانی پیشرونده کانی‌های سیلیکاتی بدون آب نظیر ولاستونیت، گارنت و مگنتیت تشکیل شده‌اند و در دگرسانی پسرونده کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت، سرسیت وکانی‌های رسی به وجود آمده‌اند.

۴- حضور مجموعه‌های مگنتیت- ولاستونیت، آندرادیت - ولاستونیت و احتمالاً حاکی از تشکیل این اسکارن در دمای حدود ۵۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و شرایط اکسایش - 10=fO2) (23- 10 – 12 است.

۵- گسترش کانی‌های اپیدوت، کلریت وکلیست حاکی از تشکیل آنها از کانی‌های اوّلیه در دمایی پایین (زیر ۳۰۰ درجه‌ی سانتیگراد) است.

۶- شواهد صحرایی، کانی شناسی، پاراژنز و بررسی‌های زمین شیمیایی نشان می‌دهند که اسکارن تپه‌های سیاه‌کمر از نوع کلسیمی هستند.

مراجع

[1] Gulbert J. M., Park C. F., *"The geology of ore deposite"*, W. H. Freeman and Company, 985p. 1986.

[2] Best M., *"Igneous and metamorphic petrology"*, Freeman, 630p. 1982.

[۳] اطلس راه‌های ایران، نقشه راه های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. چاپ ونشر سازمان جغرافیایی وکارتوگرافی گیتاشناسی ۱۰۴ص، ۱۳۸۵.

[4] Stocklin J., *" Structural history and Tectonic of Iran: A review",* American association of petroleum Geologists Bulletine. V. 52, 1299-1258p. 1968.

[۵] گریفیس ه.، مگریز ج.، بهروزی ا.، حمزه پور ب.، *"نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش ده سلم"*، سازمان زمین شناسی واکتشاف معدنی ایران، ۱۳۷۱.

[۶] درویش زاده ع.، *"زمین شناسی ایران"*، نشر دانش امروز، ۹۰۱ ص، ۱۳۷۰.

[۷] زرعیان س.، ایران پناه ا.، سرابی ف.، *"سنگ شناسی"*، جلد دوّم، دانشگاه تهران، ۱۳۶۹.

[8] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"Rock forming minerals: orthosilicates"*, Vol. 1A, longman London, pp. 467-657.1989.

[9] Midelmost E. A. K., *"Magma and magmatic rocks: An Introduction to igneous petrology",* Longman Group U. K. 73-86p. 1985.

[10] Batchelor R. A., Bowden P., *“Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters"*, Chemical Geology 48:43-55p. 1985.

[11] Irvin I. C., Baragar W. R. A., *"A guid to chemical classification of the common Volcanic rocks"*, Canadian Journal of earth sciences, 8, 523-548p. 1971.

[12] Maniar P. D., picolli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoid Geological society of America"* , 101 (1989) 635-643p.

[13] Titley S. R., *"Pyrometasomatism – an alteration type",* Economic Geology 68 ,1326-1328p. 1973.

[14] Guilbert J. M., Lowell J. D., *"Variations in zoning patterns in porphyry Copper deposits"*, Canadian Institute of mining and Metallurgy Bulletin 67, 99-109p. 1974.

[۱۵] هوشمندزاده ع.، *"تکوین سنگ‌های دگرگونی"*، انتشارات دانشگاه شیراز، ۵۱۵ صفحه، ۱۹۷۴.

[16] Sengupta P., Raith M. M., *"Garnet Composition as a petrogenetic indicator: an example from a marble-calc- granulite interface at Kondapalle"*, Eastern Ghats Belt, India, American Journal of Science, Vd. 302, 686-727p, 2002.

[۱۷] درویش زاده ع.، *"سنگ شناسی دگرگونی"*، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۷۰ص.۱۳۹۱.

[18] Meinert L. D., *"Skarns and Skarn deposits",* Geoscience Canada 19 (4), 145-162p. 1992.

[19] Burt D. M., *"Mineralogy and geochemistry of Ca- Fe- Si skarn deposits",* unpublished Ph.D. Dissertation, Harvard University, 256p. 1972.

[20] Einaudi M. T., *“Description of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North American"*, In: Titley, S. R., (Ed.), Advances in the geology of porphyry copper deposits. The University of Arizona press, Tucson 139-184, 1982.